

Wacław RYKA, Halina ŻAKOWA

## Skały tufogeniczne turnaju z Bolechowic (Góry Świętokrzyskie)

### WSTĘP

Przedstawione materiały pochodzą z otworu wiertniczego Bolechowice 1, zlokalizowanego w południowo-wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowickiej we wsi Bolechowice. Wiercenie to, wykonane w roku 1961, było częścią składową projektu robót górniczych, mających na celu rozpoznanie problemu syngenetycznej mineralizacji cechsztynu i perspektyw poszukiwań oraz opracowanie stratygraficzno-facjalne cechsztynu i karbonu.

Otwór Bolechowice 1, choć zlokalizowany według materiałów kartograficznych J. Czarnockiego na cechsztynie górnym (fig. 1), nawiercił w stropie czwartorzęd do głębokości 10,50 m (H. Żalkowa, 1963) z okruciami wapieni i problematycznych zlepieńców górnocechsztyńskich, a niżej jedynie cechsztyń środkowy (wapienie, margle, mułowce, łupki) i cechsztyń dolny (podobna seria oraz zlepienie w spągu) aż do głębokości 104,50 m. Upad serii cechsztynu wynosi od 0° do 5°. Pod cechszty-nem nawiercono dolny karbon. Kontakt cechsztynu z karbonem jest w tym otworze tektoniczny. Nieoczekiwanie uzyskano również warstwy przejściowe dewon — karbon oraz niżej, od głębokości około 152 m do spągu odwiertu (212 m), dewon górny (famen z makro- i mikrofauną oraz fran ze stromatoporoidami).

Badania petrograficzne piroklastytów z karbonu otworu Bolechowice 1 podjęła mgr J. Pawłowska, przekazując następnie materiały W. Ryce. Płytki cienkie i pełne analizy chemiczne wykonano w Świętokrzyskiej Stacji Terenowej, a pozostałe badania w Instytucie Geologicznym w Warszawie.

W artykule część geologiczną opracowała H. Żakowa, a część petrograficzną — W. Ryka.

### CZĘŚĆ GEOLOGICZNA

Utwory karbonu uzyskane z opisywanego otworu posiadają duże znaczenie dla rozeznania wykształcenia tych osadów w południowo-wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowickiej. Mimo że J. Czarnocki wy-

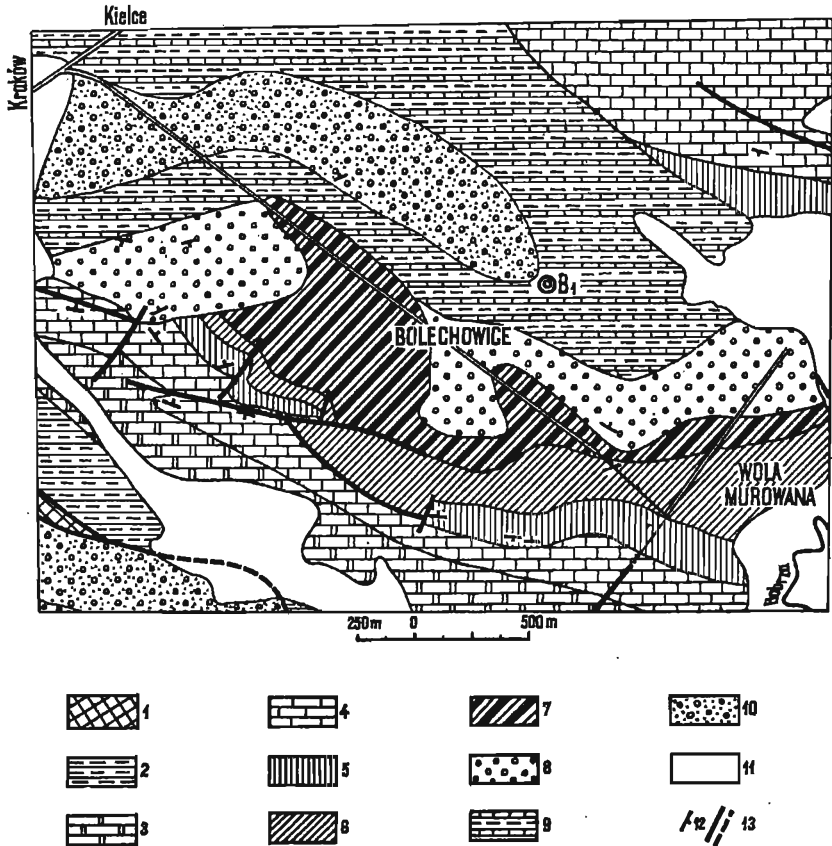


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Bolechowic według J. Czarnockiego z uzupełnieniami na podstawie danych z wiercenia B<sub>1</sub>

Geological sketch of the Bolechowice vicinities, after J. Czarnocki, supplemented on the new data from bore hole B<sub>1</sub>

1 — kambr dolny; 2—4 — dewon środkowy (2 — eifel, 3 — żywet dolny, 4 — żywet górny); 5—6 — dewon górny (5 — fran, 6 — famen); 7 — karbon dolny; 8—10 — perm górny (8 — cechsztyń dolny, 9 — cechsztyń środkowy, 10 — cechsztyń górny); 11 — holocen; 12 — błęgi i upady warstw; 13 — dyslokacje

1 — Lower Cambrian; 2—4 — Middle Devonian (2 — Eifelian, 3 — Lower Givetian, 4 — Upper Givetian); 5—6 — Upper Devonian (5 — Frasnian, 6 — Famennian); 7 — Lower Carboniferous; 8—10 — Upper Permian (8 — Lower Zechstein, 9 — Middle Zechstein, 10 — Upper Zechstein); 11 — Holocene; 12 — trends and dips of beds; 13 — dislocations

dzielił karbon w tym regionie na dość znacznym obszarze (okolice wsi Bolechowice, Woli Murowanej i Kowali), to jednak dotychczasowe rozpoznanie pełnego profilu litologicznego karbonu — jego ściślejszego wieku, orientacyjnej miąższości, kontaktu z dewonem górnym itp. — było niedostateczne.

Na temat wykształcenia karbonu w tej części synkliny znajdujemy nieliczne tylko wzmianki w literaturze. Odnoszą się one głównie do wsi

Kowala, skąd opracowane były petrograficznie przez Z. Sujkowskiego (1933) nieliczne próbki skał, bliżej nie zlokalizowane. Dane z piśmiennictwa (J. Czarnocki, 1928, 1933; J. Czarnocki, Z. Sujkowski, 1932) mówią o występowaniu w Kowali, Bolechowicach i Woli Murowanej łupków ilastych, krzemionkowych z konkrecjami fosforytowymi i lidytów. Obecność konkrecji fosforytowych została potwierdzona badaniami J. Pawłowskiej (1961). Ponadto z Kowali znane są rogowce oraz detrytus flory i bardzo rzadka fauna (*Lingula* sp., *Productus* sp.).

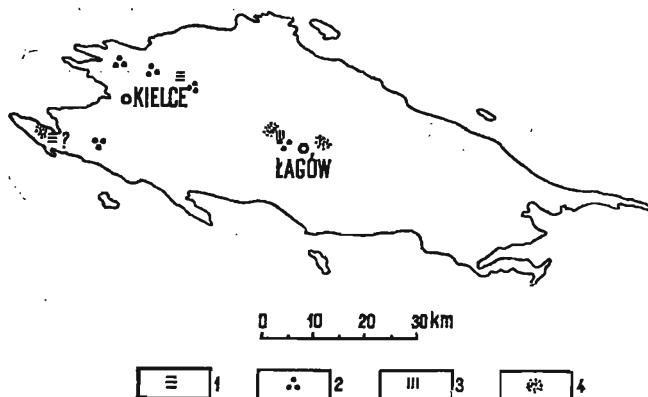


Fig. 2. Występowanie materiału tufogenicznego w warstwach przejściowych dewon — karbon i w karbonie Gór Świętokrzyskich

Occurrence of tufogene material in transition beds Devonian-Carboniferous and in Carboniferous of the Holy Cross Mountains

1 — piroklastyty w warstwach przejściowych; 2 — piroklastyty w turneju; 3 — piroklastyty w wizenie dolnym; 4 — piroklastyty w wizenie górnym

1 — pyroclastic rocks in transition beds; 2 — pyroclastic rocks in Tournaisian; 3 — pyroclastic rocks in the Lower Visean; 4 — pyroclastic rocks in the Upper Visean

Materiał tufogeniczny (tufity) z południowo-wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowickiej notowany był przez J. Czarnockiego (tylko z przekopu wykonanego w Kowali), oraz przez S. Małkowskiego (1954) bez podania bliższej jego charakterystyki. O występowaniu piroklastytów w karbonie rejonu Bolechowic wspomina po raz pierwszy H. Żakowa (1963), opisując krótko nowy profil karbonu z otworu B<sub>1</sub> (fig. 2).

Dewon górny w otworze Bolechowice 1 występuje do głębokości 104,50 m, przechodząc sedymentacyjnie w osady karbonu, co udowodniono faunistycznie (H. Żakowa, 1963). Do warstw przejściowych należałoby zaliczyć już utwory występujące w interwale od około 141,30 do 152 m. Karbon wykształcony jest tu jako seria ilasto-krzemionkowa, w której wyróżniono takie typy skał jak: łupki ilaste, ilasto-krzemionkowe, krzemionkowe z konkrecjami fosforytowymi, łożce z przejściami do łożek i radiolaryty. Omawiana seria zawiera liczną

flore, jest intensywnie spękana, z licznymi lustrami skalnymi, z żyłkami kalcytu i naciekami kalcytowymi i krzemionkowymi na spękaniach. Upad warstw wynosi od  $30^\circ$  (w stropie) do około  $23\div 25^\circ$  w części środkowej i w spągu. Do głębokości 118 m ma ona barwę zielonawą i wiśniową z rzadkimi ciemnoszarymi wkładkami, niżej jest ciemnoszara lub prawie czarna, lecz i tu zaznaczają się warstewki zielonkawe i (bardzo często) jasnoszare laminy.

W karbonie stwierdzono występowanie materiału tufogenicznego i to w grubszych wkładkach (opisanych w części petrograficznej) oraz w formie domieszek w łupkach ilastych lub krzemionkowych. Makroskopowo pokrywa się to niekiedy z obecnością jasnoszarych lub jasnozielonych lamin lub grubszych warstewek. Prześledzenie częstotliwości wkładek tufogenicznych oraz ich dokładne opracowanie wymagałoby jednak bardzo szczegółowego przeszlifowania całej serii karbońskiej.

Grubsze wkładki piroklastytów stwierdzono na głębokości 109,50÷110,50 m (około 6 cm grubości) i 123,30÷123,45 m (około 15 cm grubości). Pierwsza wkładka, choć występuje w obrębie serii pstrej, wyraźnie kontaktuje z ciemnoszarym łupkiem ilasto-krzemionkowym. Występujący tufit ma zabarwienie jasnozielonawe, jest twardy i zbity oraz zawiera ciemnoszare laminy. Tuf, stwierdzony niżej, występuje wśród ciemnoszarych łupków krzemionkowych, jest twardy i zbity, barwy popielatej z odcieniem zielonawym, z grubszym ziarnem w części spągowej (określonej jako próbka A).

Na głębokości 135,40÷137,00 m, wśród łupków krzemionkowo-ilastych, znaleziono ponadto warstewkę o grubości 12 mm, barwy popielato-zielonawej, która makroskopowo przypomina szarogłaz. Jest to wkładka tufitu, która opisana jest również w części petrograficznej.

Wyżej wspomniane piroklastyty występują w obrębie serii zaliczonej do turneju (H. Żakowa, 1963). Stratyfografię osadów oparto nie tylko na porównaniach litologicznych z utworami turneju, podobnie wykształconymi w synklinie łagowskiej i miedzianogórskiej (H. Żakowa, 1962; H. Żakowa, J. Pawłowska, 1963), lecz i na wskaźnikach faunistycznych oraz mikrofaunie oznaczonej i uprzecznie udostępnionej mnie przez A. Jachowicza. Profil tych utworów z otworu Bolechowice 1 pozwala na określenie ich również jako warstw zarębiańskich, których miąższość w południowo-wschodniej części synkliny gałęziczko-bolechowskiej jest dużo mniejsza (w Bolechowicach ponad 30 m) niż w synklinie łagowskiej (przypuszczalna miąższość około 250 m) i miedzianogórskiej (miąższość od 100 do 250 m?).

W Bolechowicach — według oznaczeń H. Osmólskiej — podobnie jak w Zarębach, w wyższej części warstw zarębiańskich (prawdopodobnie w górnym turneju) występują trylobity z gatunku *Macrobole brevispina* O s m. W wierceniu tym w interwale 119,70÷120,90 m znaleziono również ramienionoga — *Orbiculoidea* cf. *davreuxiana* (de K o n.). Forma ta znana jest z górnego turneju Belgii (F. Demanet, 1934).

## CZĘŚĆ PETROGRAFICZNA

Z uwagi na charakter wykształcenia wszystkie trzy wkładki skał tufogenicznych reprezentują odmienne typy. Tufy różnią się wykształceniem w profilu wkładki, w której spągu wyróżniono odmianę krystaloklastyczną (typ A), a w stropie odmianę litokrystaloklastyczną (typ B). Tufity są również zróżnicowane: podczas gdy tufit z głębokości 109,5÷110,5 m reprezentuje odmianę o strukturze pelitowej, to odmiana z głębokości 135,4÷137,0 m jest wyraźnie przemity z pelitu.

## TUFIT Z GŁĘBOKOŚCI 109,5÷110,5 m

Tufit odznacza się teksturą bezładną, zbitą. Struktura skały jest natomiast nierównoziarnista, psamitowa z podstawowym typem spoiwa. W pobliżu elementów psamitowych zaznacza się tekstura drobnofałdkowa oraz słojuwata. Ostatnia jest szczególnie wyraźna w partiach o strukturze pelitowej i aleurytowej. W pelicie tła skalnego występują ziarna o wymiarach psamitów, których obecność uwypuklona jest skalcytyzowanymi obwódkami. Ponadto w tuficie występują fragmenty łupków ilastych osiągające wymiary do 3 mm. Lokalne nagromadzenie uwodnionych tlenków żelaza spowodowało wykształcenie 1 mm rdzawych lamin, rytmicznie powtarzających się.

Tabela 1

**Skład mineralny tufitów i tufów w procentach objętościowych obliczony na podstawie analizy planimetrycznej**

Składniki	1	2	3	4
Krystaloklasty	15,7	36,6	51,4	29,0
Kalcyt	14,5	13,4	27,8	5,8
Zespół tła	56,8	34,1	19,3	62,8
Okrucy osadowe	13,0	14,9	1,5	1,6
Minerały nieprzezroczyste	—	1,0	—	0,8

Objaśnienia: 1 — tufit z głębokości 109,5÷110,5 m; 2 — tufit z głębokości 135,4÷137,0 m; 3 — tuf krystaloklastyczny (typ A), głębokość 123,30÷123,45 m; 4 — tuf litokrystaloklastyczny (typ B), głębokość jak wyżej.

Podstawowym elementem tufitu jest występujący w ilości 56,8% pelit (tab. 1, anal. 1), którego składnikami są: kaolinit i hydromiki, przeponione uwodnionymi tlenkami żelaza, a ponadto spojone chlorytem i kalcytem.

Ziarna, które tkwią w masie pelitowo-aleurytowej, osiągają wymiary 0,80÷0,30 mm. Występują one w ilości około 15% a reprezentowane są przez ziarna ostrokrawędziste, rzadziej częściowo lub całkowicie obto-

czone. Przeważają wśród nich skalenie, a zwłaszcza fragmenty o prawidłowo nieraz rozwiniętych ścianach (010), (110) oraz (001). Spękania są nieliczne, dobrze widoczna jest natomiast łupliwość (010). Zbliźniaczenia nadzwyczaj rzadkie według  $\perp$  (010). Czasami skalenie mają pokrój wydłużonych listewek, w innym przypadku tabliczek. Badania optyczne przeprowadzone na stoliku uniwersalnym Fedorowa wykazały, że jest to ortoklaz uległy miejscami albityzacji, zaznaczonej szczególnie w zewnętrznych partiach ziarna. W większości przypadków skalenie uległy kalcytyzacji, która spowodowała przeobrażenie zewnętrznych partii ziarna lub też proces ten wywołał całkowite przeobrażenie tych minerałów. W mniejszej ilości występują ksenomorficzne ziarna kwarcu, fragmenty przeobrażonego w uwodnione tlenki żelaza biotyty, silnie spękanе ziarna apatyty, zleukokksenizowane ziarenka tlenków żelaza, rutyl oraz piryt. Pospolite są również pseudomorfozy chlorytowe po minerałach femicznych.

#### TUFIT Z GŁĘBOKOŚCI 135,4+137,0 m

Wkładka tufitu ma grubość 12 mm. Jest to skała o popielatozielonawej barwie zespołu tła skalnego, w którym nieuzbrojonym okiem dostrzega się żółtawe skalenie, osiągające wymiary do 1 mm. Ponadto występują tutaj minerały o barwie popielatej, rzadziej czarnej. Tufit zbudowany jest asymetrycznie. Cykl wkładki rozpoczyna się ziarnem grubszym i kończy się zespołem submikroskopowym z nielicznymi, nieco większymi ziarnami skalenia. Sporadycznie obserwuje się pojedyncze blaszki czarnego biotyty. Kontakty z łupkiem ilastym są ostre.

Na podstawie badań płytek cienkich stwierdzono, że tufit odznacza się teksturą kierunkową, łupkową, drobnofałdkową. Struktura skały jest nierównoziarnista, głównie psamitowa ze stykowym typem spoiwa pelitowego. W partiach wzbogaconych w pelit dostrzeżono ponadto strukturę plamistą. Skała złożona jest z okruchów mineralnych, nieraz ułożonych kierunkowo i otulonych wąskimi smugami zespołu pelitowego, którego zabarwienie nadaje skale cechy charakterystycznej tekstury węzełkowej.

Pelit tufitu reprezentowany jest przez zespół montmorylonitowo-hydromikowy. Jest on bardzo silnie przyprószony uwodnionymi tlenkami żelaza, gęsto usiany pirytem i impregnowany kalcytem. Skupienia pirytu dochodzą do 0,3 mm. Podobne wymiary mają także impregnacje kalcytowe (tab. 1, anal. 2).

Ziarna krystaloklastów osiągają wymiary do 1,0 mm, przeważnie jednak obserwuje się ziarna w przedziale 0,1÷0,3 mm. Są one dobrze obtoczone, rzadsze są natomiast idiomorficzne listewki i tabliczki. Skaleń jest składnikiem przeważającym wśród minerałów o wymiarach psamitów. Są to postacie o silnym zaangażowaniu w procesach przeobrażeń. Wśród produktów przeobrażeń dostrzeżono kaolinit, hydromilki, piryt i kalcyt. W wyniku tak silnych przemian nie udało się wykonać pomiarów optycznych skalenia. Jednakże obserwacje pseudomorfoz skalenio- wych pozwoliły na stwierdzenie, że brak jest tu spękań, zbliźniaczeń oraz ścian poza (010) i (110). Na podstawie obserwacji współczynników załamania światła i małej ilości sodu w składzie chemicznym skały należy przypuszczać, że jest to skałeń potasowy. Stosunkowo mniej liczny

jest ksenomorficzny kwarc. Typowe są natomiast pakiety biotytowo-serpentynowe, silnie zdeformowane. Wymienione minerały przerastają się w sposób daktylitowy, symplektytowy. Mniej liczne są pakiety biotytu o pleochroizmie:  $\alpha$ -żółtawobrunatny;  $\gamma$ -ciemnobrunatny. W postaci ksenomorficznych okrągłych ziarn występuje leukoksen i rutyl. Ponadto zaobserwowano liczne okruchy łupków pelitowych, argilitów oraz skał wylewnych o strukturze hialopilitowej i pilotaksytowej. W podrzędnej ilości występują pojedyncze pręciki apatytu i ziarna chlorytu.



Fig. 3

Fig. 3. Tuf krystaloklastyczny z głębokości 123,30÷123,45 m  
Crystaloclastic tuff from the depth 123,30÷123,45 m

Rysunek wykonano na podstawie płytki cienkiej. Widoczne są na nim słabo uporządkowane krystaloklasty skalenia i kwarcu, które inkrustują ła skalne uległe miejscami wyparciu przez kalcyt; średnica obrazu około 3 mm

Design was made according to thin section. There are visible feebly arranged feldspar and quartz crystaloclasts incrusting rock body pushed out, at places, by calcite; diameter of picture is about 3 mm



Fig. 4

Fig. 4. Tuf litokrystaloklastyczny z głębokości 123,30÷123,45 m  
Lithocrystaloclastic tuff from the depth 123,30÷123,45 m

Rysunek wykonano na podstawie płytki cienkiej. Widoczne są na nim kierunkowo ułożone ziarna skalenia i kwarcu, tkwiące w zorientowanej masie montmorylonitowo-kaolinowej; średnica obrazu około 3 mm

Design was made according to thin section. There are visible directionally arranged feldspar and quartz grains sticking within the oriented montmorillonite-kaolinite mass; diameter of picture is about 3 mm

Kierunkowa tekstura wkładeczki oraz nierównomierne nagromadzenie zespołu pelitowego świadczy o tym, że tufit uległ znacznemu przemyciu lub nawet rozmyciu. W wyniku tych procesów powstały gruzelkowe partie o wymiarach psamitów lub też skupienia zespołu pelitowego typu konkrecyjnego.

#### TUF Z GŁĘBOKOŚCI 123,30÷123,45 m

Jest to skała o popielatej barwie, zwięzła, zasadniczo pozbawiona kierunkowości. W submikroskopowym zespole mineralnym, o barwie popielatej z różowawym odcieniem widoczne są nie uporządkowane blaszki

czarnego biotyту i białawego, szklistego skalenia. Minerale te osiągały wymiary do 1,5 mm.

Partie tufu skarbonatyzowanego odznaczają się w stosunku do tufu nie przeobrażonego bardziej intensywnym odcieniem różowawym, ponadto widoczne są tu żyły węglanów.

Partie tufu przeobrażonego odznaczają się bladymi, popielato-zielonymi barwami. W skale tej widoczna jest kierunkowość jako rezultat wtórnego złupkowania. W zielonawej masie tła skalnego widoczne są białawe, matowe ziarna skalenia, nieprzekraczające zasadniczo wymiaru 1 mm.

Obserwacje mikroskopowe płytek cienkich wskazują, że tuf reprezentowany jest przez dwie odmiany, różniące się strukturą, teksturą i składem mineralnym oraz stopniem przeobrażenia, przy czym zróżnicowanie widoczne jest również na podstawie opisów megaskopowych próbek. Próbką A pochodzi z części spągowej, natomiast próbka B z części stropowej wkładki, których położenie opisano w części geologicznej.

A. Tuf krystaloklastyczny o spoiwie kalcytowym. W płytkach cienkich zaobserwowano częściowo kierunkową teksturę o charakterystycznym ułożeniu krystaloklastów oraz smugowane tło skalne (fig. 3). Struktura skały jest krystaloklastyczna, rekrytalizacyjna z wypełniającym typem tła skalnego. Tuf został intensywnie impregnowany kalcytem. Mineral ten wypełnia spękania skały rozwinięte w wyniku kataklazy oraz grupuje się w grubszych, kilku milimetrowych żyłkach, regularnie przecinających skałę, łącznie z systemem wypełnień pokataklastycznych.

Tuf złożony jest z krystaloklastów, tła skalnego oraz domieszki osadowej reprezentującej okruchy skalne (tab. 1, anal. 3).

Krystaloklasty tufu reprezentowane są przez kwarc i skalenie. Kwarc osiąga wymiary do 1,5 mm. Przeważnie jednak występują tu ziarna o wymiarach około 0,5 mm. Są to minerale o pokroju ksenomorficznym i typowych kształtach korozyjnych. Czasami także występują ziarna o kształtach słabo zaokrąglonych lub formach geometrycznych. Kwarc jest intensywnie spękany, a ponadto występują w nim wrostki okrągłego apatyту i skalenia. Skaleń osiąga maksymalnie wymiary do 0,7 mm, przeważnie jednak obserwuje się postacie w zakresie 0,3–0,5 mm. Skaleń ma zwykle pokrój ksenomorficzny o typowych układach korozyjnych. W innych miejscach dostrzeżono postacie o pokrojach listewek i tabliczek o doskonale zaznaczonych systemach łupliwości. Czasami obserwuje się nieliczne zbliżniaczenia typu  $\perp$  (010) i [001]. Skaleń przeważnie został przeobrażony, zwykle skalcytyzowany i zserycytyzowany. Charakterystycznie zaznaczyła się zwłaszcza kalcytyzacja, w wyniku której przeobrażeniom uległy zewnętrzne partie skalenia, z tendencją łatwiejszego wnikiwania kalcytu wzdłuż systemów łupliwości skalenia. Pomiary skalenia wykonane przy użyciu uniwersalnego stolika Fedorowa wykazały, że jest to ortoklaz o kącie osi optycznych  $2V_a = 64-72^\circ$  i kącie  $x/a = 7^\circ$ .

W postaci minerałów akcesorycznych dostrzeżono w tufie tlenki żelaza, rutyl, apatyt, cyrkon i allanit. Jako domieszka osadowa występują



w tufie okruchy mułowca, łupków ilastych, chalcedonitów i łupków kwarcytowych.

Tło skalne tufu o charakterystycznym smużystym ułożeniu reprezentowane jest przez agregat kaolinitowo-kwarcowy, zachowany jedynie w nielicznych partiach tufu. Zespół ten został przeważnie wyparty przez kalcyt (fig. 3).

B. Tuf litokrystaloklastyczny. Obserwacje mikroskopowe tufu wskazują na teksturę kierunkową, drobnofałdkową, podkreśloną układem mieszanych pakietów mineralnych. Kierunkowość skały widoczna jest również w zgodnym ułożeniu wydłużonych ziarn (fig. 4). Struktura tufu jest nierównoziarnista. Tuf składa się bowiem z ziarn, którymi inkrustowane jest mikroziarniste tło skalne. Ponadto struktura skały jest litokrystaloklastyczna z podstawowym typem tła skalnego. W niewielkiej ilości pojawiły się w skale domieszki skał osadowych.

Zespół tufu litokrystaloklastycznego reprezentowany jest przez ziarna mineralne, okruchy skał osadowych, paragenezę minerałów akcesorycznych oraz tło skalne (tab. 1, anal. 4).

Krystaloklasty tufu osiągają wymiary w zakresie 0,1÷0,3 mm. Są to ziarna spłaszczone, przeważnie ostrokrawędziste o niewielkim stopniu skorodowania. Zawierają one stosunkowo nieliczne wrostki mineralne, a ponadto są obficie spękane poprzecznie do wydłużenia. Krystaloklasty reprezentowane są przez kwarc i skałen. Ostatni zdecydowanie przeważa. Skałen jest zasadniczo pozbawiony zblizniaczeń i częściowo przeobrażony. Od brzegów uległ on kalcytyzacji, która mogła spowodować przeobrażenia całego ziarna; czasami proces przeobrażenia uległ zahamowaniu do momentu utworzenia regularnych obwódek. Ponadto zaznaczyło się zaawansowanie w procesach serycytyzacji i chlorytyzacji.

Tabela 2

**Stosunek frakcji ilastej do krystaloklastów oraz minerałów ciężkich w procentach wagowych**

Frakcja	Tuf		Tufit z głęb. 135,4 ÷ 137,0 m
	typ A	typ B	
krystaloklasty	59,4	65,4	59,7
tło skalne	40,3	32,8	3,8
ciężka	0,3	1,8	36,5*

\* Frakcja zawiera głównie skalcytyzowane skałen oraz skałen obfitujące w nagromadzenia tlenków żelaza.

Krystaloklastom towarzyszy zespół minerałów akcesorycznych, reprezentowanych przez tlenki żelaza, rutil, apatyt. Pospolite są również pakiety lub blaszki, częściowo schlorytyzowanego i przeobrażonego w tlenki żelaza biotytu, poprzeraanego z kalcytem. Rzadki jest muskowitz.



Fig. 5a

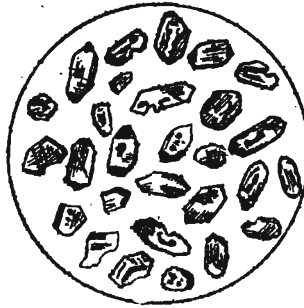


Fig. 5b



Fig. 5c

Fig. 5. Formy mineralne zespołu frakcji ciężkiej po wydzieleniu w bromoformie  
 Mineral forms of heavy fraction assemblage after treating in bromoform  
 a — rutyl; b — cyrkon; c — apatyt; średnica obrazu około 1,5 mm  
 a — rutile; b — zircon; c — apatite; diameter of picture is about 1,5 mm

Zespół reprezentujący skały osadowe jest ubogi. Przedstawia on głównie skalcytyzowane łupki ilaste oraz mułowce, które osiągają wymiary do 0,2 mm. Tło skalne tufu złożone jest z mieszanych, nawzajem się przerastających pakietów montmorylonitowo-kaolinitowych. Miejscami towarzyszą im ugrupowania kryptokrystalicznego kwarcu, chlorytu i kalcytu.

Tabela 3

## Wyniki analiz chemicznych oraz ich przeliczenia na stosunki molekularne

Składniki	1		2		3	
	p. wag.	s. mol.	p. wag.	s. mol.	p. wag.	s. mol.
SiO <sub>2</sub>	39,08	650	56,90	947	51,90	864
TiO <sub>2</sub>	0,60	7	0,60	7	0,74	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,84	185	10,89	107	13,35	131
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,19	45	1,75	11	2,56	16
FeO	1,00	14	1,58	22	1,72	24
MnO	0,06	1	0,10	1	0,06	1
CaO	6,80	121	10,00	178	8,90	159
MgO	1,21	30	0,66	16	0,98	24
K <sub>2</sub> O	6,80	72	5,36	57	6,72	71
Na <sub>2</sub> O	0,30	5	1,24	20	0,82	13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	1	0,18	1	0,17	1
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,87	270	2,25	125	2,75	153
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,24	—	0,23	—	1,05	—
CO <sub>2</sub>	4,30	98	8,00	182	6,70	152
S	6,10	190	0,63	20	1,02	32
razem	98,55		100,37		99,44	

Objaśnienia: 1 — tufit z głębokości 135,4–137,0 m; 2 — tuf krystaloklastyczny (typ A), głębokość 123,3–123,45 m; 3 — tuf litokrystaloklastyczny (typ B), głębokość jak wyżej.

Analizowali: W. Kowalczyk, Z. Wikło.

## ZESPOŁY MINERAŁÓW CIĘŻKICH

Frakcje minerałów ciężkich otrzymano po odszlamowaniu części ilastej i rozdzieleniu w bromoformie. Stosunek części ilastej do krystaloklastów i frakcji minerałów ciężkich przedstawiono w tabeli 2.

Zespół minerałów ciężkich jest monotony i ubogi. Zespoły tufitu reprezentowane są głównie przez przeobrażone skalenie (z kalcytem i tlenkami żelaza) oraz suitę minerałów późnotermalnych. Jest to więc zespół towarzyszący brunatnawemu i kasztanowemu biotytopi, muskowitowi i sporadycznemu granatowi. W tufie zespół minerałów ciężkich jest bardziej urozmaicony. Poza biotytem i muskowitem występują tu tlenki żelaza, rutyl, apatyt, cyrkon, a sporadycznie epidot i dysten.

Rutyl wykształcony jest w postaci ksenomorficznych ziarn lub splekanych słupków. Rzadkie są natomiast zbliżone kolankowo formy tego minerału (fig. 5a).

Cyrkon jest zwykle idiomorficzny. Minerale ten osiąga przeważnie wymiary w granicach 0,1÷0,3 mm. Zawiera on stosunkowo nieliczne wrostki tlenków żelaza. Jest częściowo skorodowany, zbruzdżony i splekany (fig. 5b).

Apatyt reprezentowany jest przez idiomorficzne słupki o długości do 0,3 mm (przeważnie 0,1÷0,2 mm) i szerokości do 0,15 mm. Czasami zawiera on liczne wrostki gazów i cieczy (fig. 5c).

## SKŁAD CHEMICZNY

Skład chemiczny tufu i tufitu przedstawiony został w tabeli 3. Wyniki analiz chemicznych przeliczono na minały według P. Nigglego, a rezultaty tych przeliczeń umieszczono w tab. 4.

Tabela 4

Minały według P. Nigglego

Minały	1	2	3
<i>Q</i>	50,2	62,9	58,7
<i>Kp</i>	19,1	12,5	16,4
<i>Ne</i>	1,3	4,4	3,0
<i>Cal</i>	5,6	—	0,6
<i>Sp</i>	8,0	2,6	3,9
<i>HZ</i>	0,8	0,7	—
<i>Mt</i>	—	0,1	—
<i>Fa</i>	1,6	2,0	2,9
<i>Fo</i>	—	—	0,8
<i>Ru</i>	0,6	0,5	0,7
<i>Cp</i>	0,2	0,1	0,2
<i>Cc</i>	8,7	13,3	11,7
<i>Pr</i>	4,0	0,7	1,2

Z układu minalów wynika zdecydowanie kwaśny charakter skał obfitujących w dużą ilość wolnej krzemionki. Typowy jest również stały nadmiar glinu, związany zapewne z wysokim stopniem przeobrażenia skał zarówno tła skalnego, jak i krystaloklastów (montmorylonit,

kaolinit). W wyniku takiego kierunku przeobrażeń mamy skały prze-sycone gliną ( $Al > K + Na + 2Ca$ ), co znajduje wyraz w kształtowaniu takich minerałów, jak *Sp* i *H<sub>z</sub>*. Na uwagę zasługuje zdecydowana przewaga skalenia potasowego nad sodowym, przy braku minerału *Cal* (anal. nr 2). Taki potasowy charakter skał związany jest zarówno z typem

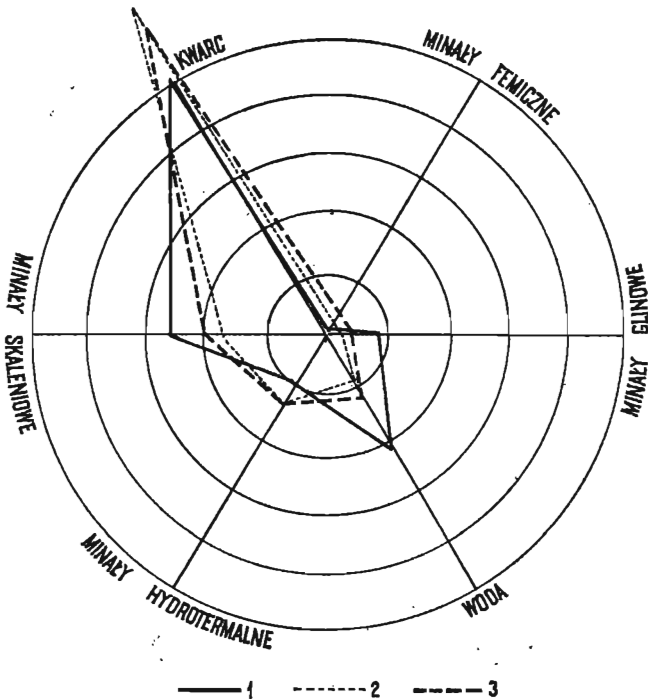


Fig. 6. Diagram procentowej zawartości minerałów: kwarc (*Q*), skalenie (*Kp* + *Ne* + *Cal*), minerały femiczne (*Fo* + *Fa*), minerały glinowe (*Sp* + *H<sub>z</sub>*), minerały hydrotermalne (*Cc* + *Pr*) oraz woda (*W*)

Diagram of percentage contents of minerals: quartz (*Q*), feldspars (*Kp* + *Ne* + *Cal*), femic minerals (*Fo* + *Fa*), aluminium minerals (*Sp* + *H<sub>z</sub>*), hydrothermal minerals (*Cc* + *Pr*) and water (*W*)

1, 2, 3 — numery analiz chemicznych

1, 2, 3 — numbers of chemical analyses

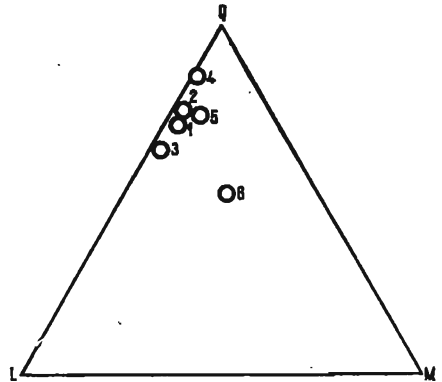
skalenia (ortoklazu), jak i potasowym tłem skalnym (illit, seladomit). Wysoki stopień przeobrażenia hydrotermalnego skał widoczny jest z dużej zawartości minerałów *Cc* i *Pr* (12,7; 14; 12,9%). Ponadto w skałach tych zanotowano wysoką zawartość wody, która w stosunku do pozostałych minerałów wynosi w poszczególnych analizach skał 23,9; 9,0; 11,7%. W przypadku analizy nr 1 zawartość minerałów typowych przeobrażeń wtórnych wynosi ponad 30% wszystkich składników (fig. 6).

Z projekcji trójkątnej Q—L—M (fig. 7) skonstruowanej według P. Niggliego widoczny jest wybitnie saliczny charakter próbek oraz niska zawartość składników minalów femicznych, zawartość których waha się w przedziale 2÷4%, przy czym są to głównie krzemiany magnezu.

Fig. 7. Projekcja trójkątna Q—L—M według P. Niggliego

Triangle projection Q—L—M after P. Niggli

1 — tuffit z głębokości 135,4÷137,0 m; 2 — tuf krystaloklastyczny (typ A); 3 — tuf litokrystaloklastyczny (typ B); 4, 5, 6 — parametry analiz skał tufogenicznych z Zaręb  
 1 — tuffite from the depth 135,4÷137,0 m.; 2 — crystalloclastic tuff (type A); 3 — lithocrystalloclastic tuff (type B); 4, 5, 6 — parameters of analyses of tufogene rocks from Zaręby



#### UWAGI I PORÓWNANIA

Tak rejestracja, jak i opis piroklastytów z obszaru Bolechowic ma duże znaczenie w dalszym poznawaniu przejawów wulkanizmu w Górach Świętokrzyskich, i to związanych z fazą bretońską. Jest to bowiem nie tylko nowe miejsce ich występowania, ale i następne z kolei w osadach turnejskich. W tych ostatnich podobne wkładki tufogeniczne notowano w warstwach zarębiańskich synkliny łagowskiej (I. Kardymowicz, 1961; H. Żakowa, 1962) oraz w warstwach zarębiańskich (Gruchawka, Bęczków) i masłowskich (okolice Masłowa) synkliny miedzianogórskiej (H. Żakowa, J. Pawłowska, 1963).

Na obecnym etapie opracowania świętokrzyskich materiałów dolno-karbońskich stwierdzono, że materiał tufogeniczny najczęściej występuje w turneju (fig. 2). Badanie piroklastytów tego wieku w wymienionym regionie ma istotne znaczenie również dla obszaru całej Polski, ponieważ w innych wychodniach turnejskich (region sudecki, górnośląski) lub utworach turneju (wiercenia na przedgórzu Karpat i depresji nadbużańskiej) nie zanotowano dotychczas zjawisk tufogenicznych.

Skały tufogeniczne z Zaręb opisane przez S. Małkowskiego (1954) i I. Kardymowicz (1961) należą przypuszczalnie do tego samego typu petrograficznego, jaki reprezentują skały z Bolechowic. Opisy płytek cienkich tuffitów w ujęciu S. Małkowskiego są zasadniczo zbieżne z przedstawionymi w artykule. Opisy poczynione przez I. Kardymowicz różnią się głównie w obserwacji skaleni. Podczas gdy S. Małkowski opisał zespół krystaloklastów złożony z kwarcu i ortoklazu, to I. Kardymowicz główną rolę przypisuje skaleniom, wśród których wyróżniła ortoklaz, oligoklaz, albit niskotemperaturowy i wysokotemperaturowy. W wyniku przeprowadzonych porównań należy stwierdzić, że tufoidy z Bolechowic są zbliżone do tufoidów z Zaręb w ujęciu S. Małkowskiego. Również często typowo węglanowy charakter tła skalnego tufoidów z Bolechowic

wskazuje na dużą zbieżność przeobrażeń skał w obu regionach. Skały tufogeniczne z Bolechowic są natomiast podobne do skał tufogenicznych synkliny miedzianogórskiej, zarówno pod względem struktur, jak i składu mineralnego oraz typu przeobrażeń.

Charakter chemiczny tufoidów z Zaręb (I. Kardymowicz, 1961) jest nieco różny od opisanych skał z Bolechowic. Jednakże w obu przypadkach wyraźne jest przesylenie gliną, spowodowane znacznym stopniem przeobrażenia skał, duża ilość wolnej krzemionki i przewaga potasu nad sodem (ortoklaz i szkliwo potasowe).

Pochodzenie materiału wulkanicznego nie jest obecnie znane. Jednakże S. Małkowski na podstawie analizy krystaloklastów wnioskuje o względnie krótkotrwałym transporcie. Charakter składu materiału wyjściowego jest w relacji I. Kardymowicz (1961) zbliżony do keratofirów kwarcowych, na co ma wskazywać przewaga sodu nad potasem i domena skaleni wśród krystaloklastów. Badania utworów tufogenicznych z Bolechowic wskazują jednak na przewagę potasu nad sodem. W sześciu próbkach skał tufogenicznych z Bolechowic i Zaręb stosunek ten jest korzystny dla potasu (2,25 : 1), a po wyeliminowaniu jednej z analiz chemicznych tufitu z Zaręb wynosi on nawet 5,15 : 1.

Jakkolwiek trudno wnioskować o pierwotnym składzie materiału wyjściowego, przeobrażonego hipergenicznie, miejscami przemieszczonego z materiałem osadowym i przemytego (próbka z głęb. 135,4÷137,0), to jednak można przypuszczać, że skałami macierzystymi były prawdopodobnie lawy. Skład tych law jest podobny do składu popiołów latorytowych lub riolitowych przeobrażonych w bentonity (J. Czermiński, W. Ryka, 1962), osadzonych w eiflu z Jurkowic w Górach Świętokrzyskich.

Zakład Mineralogii i Petrografii I. G.,  
Świętokrzyska Stacja Terenowa I. G.  
Nadesłano dnia 26 października 1963 r.

## PIŚMIENNICTWO

- CZARNOCKI J. (1929) — Przegląd stratygrafii famenu i karbonu dolnego (kulmu) w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich. Posiedz. nauk. PIG, nr 21. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1939) — Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. Posiedz. nauk. PIG, nr 35. Warszawa.
- CZARNOCKI J., SUJKOWSKI Z. (1932) — O fosforytach z warstw granicznych między dewonem i karbonem w Górach Świętokrzyskich. Posiedz. nauk. PIG, nr 33. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., RYKA W. (1962) — Bentonit w dołomitach eiflu w Jurkowicach koło Klimontowa. Kwart. geol., 6, nr 1, p. 8—20. Warszawa.
- DAMENET F. (1934) — Les Brachiopodes du Dinantien de la Belgique. Premier volume. Atremata, Neotremata, Protremata (pars). Mém. Mus. Royal d'Hist. Natur. de Belgique, Mém. nr 61. Bruxelles.

- KARDYMOWICZ J. (1961) — Z petrografii skał tufogenicznych karbonu dolnego z Zareb koło Łagowa. *Kwart. geol.*, 5, p. 789—799, nr 4. Warszawa.
- MAŁKOWSKI S. (1954) — O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, 4, nr 1, p. 1—52. Warszawa.
- PAWŁOWSKA J. (1961) — Fosforyty dolnokarbońskie w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 167, p. 5—35. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1933) — Radiolaryty dolno-karbońskie Gór Świętokrzyskich. *Sprawozd. Pol. Inst. Geol.*, 7, z. 4. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1962) — Warstwy zarebiańskie i warstwy z Górna (dolny karbon) w synklinie łagowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 174. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1963) — Karbon i dewon w wierceniu Bolechowice 1. *Kwart. geol.*, 7, p. 732—733, nr 4. Warszawa.
- ŻAKOWA H., PAWŁOWSKA J. (1963) — Karbon w synklinie miedzianogórskiej (Góry Świętokrzyskie). *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.

Вацлав РЫКА, Халина ЖАКОВА

### ТУРНЕЙСКИЕ ТУФОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ИЗ БОЛЕХОВИЦ (СВЕНТОКШИНСКИЕ ГОРЫ)

#### Резюме

В каменноугольных (турнейских) отложениях из буровой скважины „Болеховице 1” обнаружен пирокластический материал. Более мощные прослойки этого материала наблюдаются на глубинах 109,50—110,50 м; 123,30—123,45 м; 135,40—137,00 м. Эти породы связаны с бретонской фазой складчатости и являются, не считая Зарембов (Лаговская синклинали), Грувавки, Бенчкова и окрестностей Маслова (Медзяноурская синклинали), новым районом распространения туфогенных отложений в карбоне Свентокшиских гор — фиг. 2.

Петрографические исследования показали, что породы из Болеховиц представлены туфами (123,30—123,45 м) с кристаллокластической (тип А) и литокристаллической (тип В) структурами и туффитами, из которых распространенные на глубине 135,40—137,00 м подверглись значительному перемыву. Туфы сложены кристаллокластами, представленными кварцом и ортоклазом, который местами подвергается альбитизации, кальцитизации, хлоритизации, серицитизации и каолинизации. Основная масса преимущественно монтмориллонито-каолинитового, реже хлоритового и кварцевого состава. Аналогичным составом характеризуются туффиты с тем, что в них большую роль играют обломки осадочных пород, в которых выделяются глинистые сланцы, аргиллиты, халцедониты, кварцитовые сланцы. Комплекс тяжелых минералов бедный и однообразный; встречаются, в основном, окислы железа, лейкоксен, рутил, циркон, апатит и гранат, дистен и алланит, а также ряд позднетермальных минералов.

Туф и туффиты по химическому составу сходны. Это породы сильно пропитанные кремнеземом и глиноземом, а также в большой степени претерпевшие позднетермальные и гипергенные изменения. Предполагается, что материнскими

породами туфогенных образований были латиты или риолиты, отличающиеся решительным преобладанием калия по отношению к натрию; их соотношение составляет 5,51 : 1. Район поставляющий туфогенным материал неизвестен в настоящее время, однако результаты предварительных исследований указывают на то, что транспорт этих пород не является продолжительным.

Wacław RYKA, Halina ŻAKOWA

## TUFOGENE ROCKS OF TOURNAISIAN FROM BOLECHOWICE

(HOLY CROSS MOUNTAINS)

### Summary

In the Carboniferous (Tournaisian) rocks from the bore hole Bolechowice 1 the occurrence of pyroclastic material has been ascertained. Thicker intercalations of this material have been observed at the depths 109,50—110,50 m; 123,30—123,45 m; and 135,40—137,00 m. These rocks are connected with the Brethonian phase and represent, besides Zareby (the Łagów syncline), Gruchawka, Bączków and vicinities of Masłów (the Miedziana Góra syncline — Fig. 2), the new occurrence sites of tufogene formations in the Carboniferous of the Holy Cross Mountains.

Petrographical studies have shown that the rocks from Bolechowice are represented by tuffs (123,30—124,45 m) of crystalloclastic structure (type A) and by those of lithoclastic structure (type B), as well as by tuffites, which suffered, at a depth from 135,40 to 137,00 m, a considerable washing. The tuffs consist of crystalloclastic rocks such as quartz and orthoclase. At places, this latter was subject to albitization, calcitization, chloritization, sericitization and kaolinization. The rock body, being of fundamental type, consists of montmorillonite-kaolinite, rarely of chlorite and quartzous groups. A similar composition may be observed in tuffites, greater part, however, being here played by fragments of sedimentary rocks, among which clay schists, siltstone, chalcedonites and quartz schists occur. The assemblage of heavy minerals is poor and monotonous.

Mainly, there are observed here iron oxides, leucoxene, rutile, zircon, apatite, garnet, disthen and allanite, as well as a suite of late-thermal minerals.

Chemical composition of tuff and tuffites is similar. These are rocks rich in silica and clay and show a high degree of late-thermal and hypergene transformation. It is assumed that latites and rhyolites, characteristic of a considerable predominance of potassium over sodium, in a 5,15:1 ratio, are parent rocks of tufogene formations. Source of these formations is not known at present, however, the preliminary results demonstrate that the transport has not been long.